

# 大氣模式之地表水氣交換參數化之研究

莊秉潔                      汪鳳如  
中興大學環境工程研究所  
中央氣象局資訊中心

(中華民國八十二年六月十五日收稿；中華民國八十二年八月二十日定稿)

## 摘 要

地表過程的參數化方案，會影響大氣模式的中長期預報及氣候之模擬。本研究所發展之參數架構，其機制包含了：一、地表溫度之計算，二、水氣的交換，以及三、水在泥土中流動等三個部分。在地溫計算上，我們使用三層之土壤，並設定表層土壤厚為 $0.885\lambda$ ，以求得合理之日夜溫差；而地表與大氣之水氣交換，我們則選用Holtan et al. (1975)為美國Agricultural Research Service所發展的植物蒸散的計算公式，這公式考慮了植物的生長係數，植物蒸散與蒸發皿蒸發的比值，以及水份在不同泥土之蒸發能力；而水在泥土中的流動，則以Darcy's Law模擬未飽和層的地下水流動，並考慮虹吸作用。

在參數的測試上，比較不同泥土及表面覆蓋物的組合。測試結果顯示，當泥土由溼變乾時，其溫度及各能量比例急劇變化。在七月時，沙質(sand)構成之沙漠其由飽和溼泥土變成乾燥只需數小時；但如果沙土上有植物生長則需12天以上，對於其它透水性較差之土壤如黏土覆蓋著植物則超過30天。除此之外發現不同土壤與地貌之組合，其對大氣混合層高之發展，可感熱與潛熱之分配皆呈現不同之結構。

關鍵詞：植物與大氣之交互作用、蒸散、地溫、土壤

## 一、前 言

大氣和地表之間的動量、水汽及熱量交換，常可影響天氣系統的消長及運動。而目前數值天氣預報模式中，對此地表過程的物理參數化則還相當簡略。因此，地表過程的參數化問題已被列為模式發展中，有待解決的重要課題之一。

然而地表之溫度、含水量隨氣象條件改變而改變，其變化有日夜及季節之周期。而這周期又摻雜因雲、鋒面、豪雨及降雪所造成之擾動。除了這些外在之變異，而地表之特性如反照率、熱容、熱傳係數亦因土壤之含水量變化而改變。其它植物之生長亦改變其特性。因此預測地表之溫度及含水量需考慮許多因子(Hillel, 1982)。

另一方面，地表之溫度、含水量卻又是決定地表與大氣之能量及水份交換不可或缺之因子。近年來有許多利用全球氣候模式(GCM)所作之敏感度分析顯示，改變地表之蒸散能力(或地表含水量)及反照率(albedo)將造成降雨及大氣循環之改變，如撒哈拉沙漠之形成(Charney, 1975; Mintz, 1984)。然而最近才有較完整之地表水氣交換參數化之研究(Dickinson et al., 1986; Sellers

et al., 1986; 1988; Laval, 1988; Tsuang and Dracup, 1990)，但運用在作業之全球大氣循環模式並不多，目前似乎只有歐洲共同體之模式(ECMWF, 1988)。而本研究首先依現有理論，設計一組和氣象局第二代作業模式相匹配的參數化方案。其次，將結合理論、觀測及數值模擬，以期發展一完整的參數化架構，將來配合氣象局數值天氣預報模式的發展，而能適切的提供模式所需的地表過程參數化方案。

在目前發展之參數架構，其機制包含了：一、地表各能量之平衡，二、水氣的交換，以及三、水在泥土中流動等三個部份。在能量平衡上，我們使用三層土壤計算地表溫度；而地表與大氣之水氣交換，我們則選用Holtan et al. (1975)為美國Agricultural Research Service所發展的植物蒸散的計算公式，這公式考慮了植物的生長係數，植物蒸散與蒸發皿蒸發的比值，以及水份在不同泥土之蒸發能力；而水在泥土中的流動，則以Darcy's Law模擬未飽和層的地下水流動，並考慮虹吸作用。本參數與其它地表水氣交換參數如較著名之BATS參數(Dickinson et al., 1986)及SiB參數(Sellers et al., 1986)最不一樣的地方是Holtan公式之選用。Holtan公式為經驗式，而BATS及SiB則使用理論式計算蒸散能力，但其中有許多係數並無經驗值。

## 二、理 論

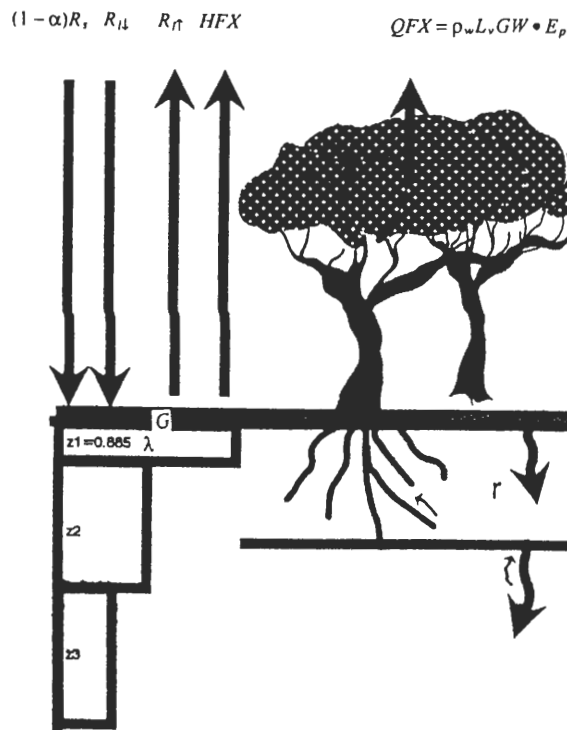


圖1 地表水氣交換參數示意圖，圖中 $\alpha$ 為反照率 $R_s$ 太陽輻射， $R_{l\downarrow}$ 為大氣長波輻射， $R_{l\uparrow}$ 為地表長波輻射， $HFX$ 為可感熱， $QFX$ 為蒸發潛能， $\rho_w$ 為水之密度， $L_v$ 為水之蒸發潛熱常數， $GW$ 為蒸散能力， $E_p$ 為蒸散潛勢， $G$ 為地表之淨吸收能， $\lambda$ 為有效熱效換厚度， $r$ 為根之深度。

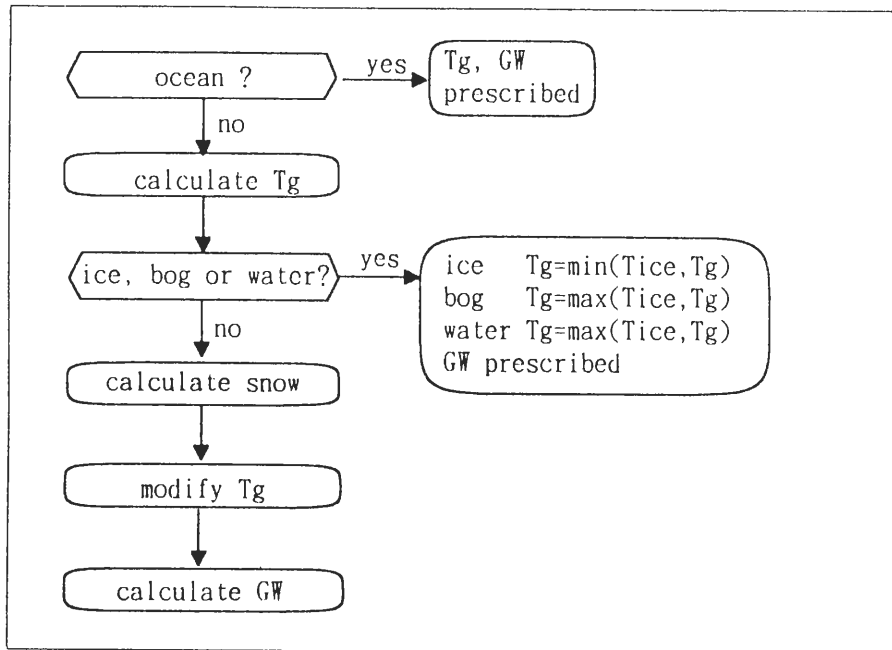


圖2 地表水氣交換流程圖

圖1為本參數之示意圖，由圖中可見計算土壤溫度時，將土壤切割成三層；而計算表面土壤含水量時，土壤只切成二層。圖2為整個地表水氣交換之計算流程。首先判斷地貌種類(Land Cover)，如其為海洋則地表溫度以氣候值代入，而地表蒸散能力(GW)為1；如非則計算地溫，地溫之計算以ECMWF (1988)之三層公式計算

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = \frac{G}{\rho c_p z_1} + \frac{D_h(T_d - T_g)}{0.5z_1(z_1 + z_2)} \quad (1)$$

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} = -\frac{D_h(T_d - T_g)}{0.5z_2(z_1 + z_2)} + \frac{D_h(T_{cl} - T_d)}{z_2 z_3} \quad (2)$$

其中 $T_g$ 、 $T_d$ 及 $T_{cl}$ 分別為土壤(或雪、湖泊等)表層、中層以及底層之溫度(K)； $z_1$ 、 $z_2$ 及 $z_3$ 則分別為其各層之厚度(m)； $G$ 為地表之淨吸收能，其為太陽淨輻射加上大氣長波輻射扣除地表長波輻射、可感熱及蒸發熱，其計算方法可參考下一章參數測試； $D_h$ 為土壤(或雪、湖泊等)之熱擴散係數( $m^2/s$ )， $\rho$ 為土壤(或雪、湖泊等)之密度； $c_p$ 則為土壤(或雪、湖泊等)之比熱(J/kg K)。另外設定 $z_2 = z_3 = 6z_1$ ；而 $z_1$ 必需等於 $0.885\lambda$ ，以便使公式(1)求得之 $T_g$ 值等於陸地之表面溫度且可模擬出陸地之日夜溫差(Tsuang, 1992)。而 $\lambda$ 為

$$\lambda = \sqrt{D_h/\omega} \quad (3)$$

其中 $\lambda$ 為陸地地表有效熱交換厚度(m)； $\omega$ 為地球自轉角速度( $2\pi/86400s^{-1}$ )。如土壤(或雪)上有植物覆蓋時，並假設所計算之 $T_g$ 亦等於植物Canopy之表面溫度。接著再判斷地貌種類是否為冰( $LC = 12$ )，沼澤( $LC = 13$ )或水體( $LC = 14$ )。如是則校正使冰之溫度不得高於 $0^\circ C$ ，而沼澤及水體之溫度不得低於 $0^\circ C$ ；並以 $GW = 1$ 代入計算。

接著再計算降雪量，如地表氣溫  $T_a$  小於  $0^\circ\text{C}$  則為降雪，反之則降雨。並校正地面之雪深

$$swe^{(n+1)} = swe^{(n)} + totalp \quad (4)$$

式中  $swe$  (snow water equivalent) 為雪厚以相當水高為單位 ( $m$ )； $totalp$  為總降水(雪)量以水為單位； $swe^{(n)}$  為初始值； $swe^{(n+1)}$  為降雪後之雪深。

當公式(1)計算出之  $T_g$  大於  $0^\circ\text{C}$ ，而且地表有雪時，則雪開始融化。融化之雪以 UCLA GCM 之公式計算，並校正  $T_g$  (Arakawa et al, 1974)：

$$sm = \min\left[\frac{\rho_{sn}c_{ps}\lambda_s}{\rho_w L_f}(T_g - 0^\circ\text{C}), swe\right] \quad (5)$$

$$T_g = T_g - \frac{\rho_w L_f}{\rho_{sn}c_{ps}\lambda_s} \times sm \quad (6)$$

$$swe^{(n+1)} = swe^{(n)} - sm \quad (7)$$

式中  $sm$  (snowmelt) 為融雪量以水為單位 ( $m$ )； $\rho_{sn}$  為雪之密度 ( $100 \sim 400 \text{ kg/m}^3$ )； $c_{ps}$  為雪之比熱 ( $2,090 \text{ J/kg K}$ )； $\lambda_s$  為雪之有效熱交換厚度 ( $0.04 \sim 0.07 \text{ m}$ )； $\rho_w$  為水之密度 ( $1,000 \text{ kg/m}^3$ )； $L_f$  為雪(冰)之融化潛熱 ( $3.336 \times 10^5 \text{ J/kg}$ )。

最後計算地表之蒸散能力 (Holtan et al., 1975; Viessman et al., 1989)

$$GW = GI \times k \times \min\left[1, \left(\frac{\theta - \theta_w}{\theta_f - \theta_w}\right)^x\right] \quad (8)$$

其中  $GI$  為植物之成長係數，以 % 成熟度表之； $k$  為成熟植物蒸發量與蒸發皿蒸發量之比值，對矮莖類的草類其值介於  $1.0 \sim 1.2$  間，對肩高之作物其值介於  $1.2 \sim 1.6$  間，對於樹木、森林其值介於  $1.6 \sim 2.0$ ，此係數大於 1 之原因，乃因植物可供蒸散之面積，除了暴露之地面外還加上所有之葉片，其總面積常大於其投影之地面面積所致； $\theta$  為表面土壤之含水量； $\theta_w$  為土壤之凋萎含水量 (wilting point)； $\theta_f$  為土壤之田間含水量 (field capacity 或 irreducible water content)，在田間含水量以下，土壤之水份不會由於重力作用而疏失，只會因蒸散及毛細管作用而減少； $x$  為無單位之參數，隨土壤種類而異，可以下式計算之 (Viessman et al., 1989)

$$x = \frac{\theta_f - \theta_w}{\phi - \theta_f} \quad (9)$$

其中  $\phi$  為土壤孔隙率 (porosity)，其值隨土壤而異，各種土壤之孔隙率可參考表二。

注意地表之蒸散量 ( $ET$ ) ( $m/s$ ) 為蒸散能力 ( $GW$ ) 乘上蒸散潛勢 (potential evaporation rate) ( $E_p$ ) ( $m/s$ )，即是

$$ET = GW \cdot E_p \quad (10)$$

$E_p$  之計算以 Businger (1971) 之公式求得，詳見下一章參數測試。

而表層土壤中之含水量  $\theta$  則與土壤蒸散量、地表水入滲量、虹吸水以及滲出水量等因素有關，可以根據 Darcy's Law 以下列公式描述之 (Bear, 1972; Bear and Verruijt, 1987) 其示意圖如圖 2。

$$r \frac{d\theta}{dt} = ET + I_f + D_w \frac{d\theta}{dz} \Big|_{z=r} - K_w^* S^3 \quad (11)$$

其中  $r$  為植物根之深度 (m) ;  $ET$  為蒸散量 (m/s) ;  $I_f$  為地表水入滲量 (m/s) ;  $D_w$  為毛細管之擴散係數 (m<sup>2</sup>/s) ;  $K_w^*$  為飽和之水頭傳導係數 (saturated hydraulic conductivity) (m/s) ;  $S$  為有效水頭飽和率, 其為

$$S = \max\left(\frac{\theta - \theta_f}{\phi - \theta_f}, 0\right) \tag{12}$$

地表水入滲量則與地表水之窪蓄量 ( $S_c$ ) (m) 以及最大入滲量 ( $I_{fmax}$ ) (m/s) 有關。其關係以下式表之

$$I_f = \min[I_{fmax}, S_c \Delta t] \tag{13}$$

其中  $\Delta t$  為時間距 (time step) (s), 而地表最大入滲量為

$$I_{fmax} = D_w \frac{\phi - \theta}{0.5r} + K_w^* \tag{14}$$

而地表水之窪蓄量則與降雨 ( $Pr$ ) 與融雪 ( $sm$ ) 有關, 並假設降雨及雪融之水有一半變成地表

表一 18種地物之參數

	land cover type	a	k	root (m)	GW
1	crop/mixed farming	0.5	1.4	3.0	--
2	short grass	0.1	1.1	2.0	--
3	evergreen needleleaf tree	0.8	1.6	4.0	--
4	deciduous needleleaf tree	0.1	1.6	4.0	--
5	deciduous broadleaf tree	0.1	1.8	4.0	--
6	evergreen broadleaf tree	0.8	1.8	4.0	--
7	tall grass	0.5	1.4	3.0	--
8	desert	1.0	1.0	0.1	--
9	tundra	0.1	1.1	2.0	--
10	irrigated crop	0.8	1.2	3.0	--
11	semi-desert	1.0	1.0	0.5	--
12	ice cap/ glacier	1.0	1.0	--	1.0
13	bog or marsh	1.0	1.0	--	1.0
14	inland water	1.0	1.0	--	1.0
15	ocean	1.0	1.0	--	1.0
16	evergreen shrub	0.8	1.1	2.0	--
17	decidulous shrub	0.1	1.1	2.0	--
18	mixed woodland	0.5	1.4	3.0	--

逕流水，另一半則儲存於地表之窪凹處，漸漸滲入土壤內，並以下式描述之

$$\frac{\partial S_c}{\partial t} = 0.5(P_r + sm) - I_f \quad (15)$$

### 三、土壤與地物之參數

本研究針對18種地物作參數化，其模式所需之各係數如表一，其中各值乃根據經驗推估而來。而其中  $a$  與  $GI$  之關係在北半球為

$$GI = a + (1 - a) \sin(jd \cdot \pi/365) \quad (16a)$$

而在南半球則為

$$GI = a + (1 - a) |\cos(jd \cdot \pi/365)| \quad (16b)$$

其中  $jd$  為自元月1日之天數 (julian date)。

另外將土壤分成12類，並將這12類土壤及冰、雪、水體、混凝土、岩石等之參數列於表二。除此之外不同含水量之土壤毛細管擴散係數可以下式表之 (Clapp and Hornberger, 1978)。

$$D_w(\theta) = D_w^* \left(\frac{\theta}{\phi}\right)^{b+2} \quad (17)$$

其中  $D_w^*$  為飽和毛細管擴散係數 ( $m^2/s$ )； $b$  為常數。而不同含水量之土壤比熱可以下式表之 (Hillel, 1982)

$$\rho_s c_s = \rho_d c_d + \rho_w c_w \theta \quad (18)$$

其中  $\rho_s$ ， $\rho_d$  及  $\rho_w$  分別為土壤、乾土壤及水之密度 ( $kg/m^3$ )；而  $c_s$ ， $c_d$  及  $c_w$  則為土壤，乾土壤以及水之比熱 ( $J/kg \cdot ^\circ C$ )。

另外表中之土壤熱傳擴散係數乃以相對於 loam 之值表之。而不同含水量之 loam (type 6) 的熱擴散係數，當含水量  $\theta < 10\%$  時，可以下式表之

$$D_h(\theta) = 0.2 \times 10^{-6} + 3.5 \times 10^{-6} \theta \quad (19a)$$

而當含水量  $\theta > 10\%$  時，則以下式表之

$$D_h(\theta) = 0.5675 \times 10^{-6} - 0.175 \times 10^{-6} \theta \quad (19b)$$

其中  $D_h$  單位為  $m^2/s$ 。

### 四、參數測試

為明瞭此水文參數方法所使用之參數的合理性，分別進行了二個方向的測試，其中一個測試主要目的在探討不同土質之地表造成的水文過程差異，另一個則是探討同樣土質但不同表面覆蓋物產生的影響。

表二 各種土壤之參數

soil	1 sand	2 loamy sand	3 sandy loam	4 silt loam	5 loam	6 sandy clay loam	7 silt clay loam	8 clay loam	9 sandy clay	10 silt clay	11 clay	12 peat	ice	snow (new)	snow (old)	water	concrete	rock
$\phi$	33%	36%	39%	42%	45%	48%	51%	54%	57%	60%	63%	66%						
$\theta_r$	12%	17%	23%	32%	37%	38%	42%	47%	51%	54%	57%	59%						
$\theta_w$	10%	13%	16%	27%	30%	33%	38%	42%	46%	49%	52%	54%						
$\alpha$	0.13	0.22	0.41	0.61	0.79	0.52	0.52	0.67	0.92	0.88	0.80	0.62						
$K_w^*$	2.0E-4	8.0E-5	3.2E-5	1.3E-5	8.9E-6	6.3E-6	4.5E-6	3.2E-6	2.2E-6	1.6E-6	1.1E-6	8.0E-7						
$\psi_c^*$	0.03	0.03	0.03	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2						
$b$	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.8	7.6	8.4	9.2	10.0	10.8						
$D_w^*$	6.4E-5	2.7E-5	1.1E-5	3.1E-5	2.2E-5	1.6E-5	1.2E-5	9.0E-6	6.5E-6	4.9E-6	3.5E-6	2.6E-6						
$\rho_d C_d$	1.34E6	1.28E6	1.22E6	1.16E6	1.10E6	1.04E6	0.98E6	0.92E6	0.86E6	0.80E6	0.74E6	0.68E6	1.93E6	0.21E6	1.00E6	4.19E06	2.02E6	2.03E6
$D_h$	1.7*	1.5*	1.3*	1.2*	1.1*	1.0*	0.95*	0.90*	0.85*	0.80*	0.75*	0.70*	1.2E-6	1.0E-7	4.0E-7	1.5E-4	2.3E-6	1.4E-6
$\lambda$	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.13	0.04	0.07	1.44	0.18	0.14

(After Dickinson et al., 1986)

\*: times of thermal diffusivity of soil type 6

(一) 測試方法

在測試中大氣部分是採取一單點模式，模式的動力部分考慮了科氏效應及氣壓梯度力，物理過程則包含了邊界層效應及輻射過程，但無雲及降雨之機制。其中輻射參數化是採用 Harshvardhan 等人發展的輻射模式(1987)。馮(1992)並將此輻射參數化模式應用於晴天個案，做了一系列測試。另外行星邊界層參數化採取一階半的的  $E - \epsilon$  紊流閉合方法(Detering, et al., 1985)，此方法屬於多層邊界層參數法，以二個額外的預報變數  $E$  (turbulent kinetic energy) 及  $\epsilon$  (energy dissipation rate) 參數紊流傳遞係數 ( $K$ )，並以  $K$ -理論假設計算紊流通量，屬於最經濟的高階閉合方法(Businger et al., 1971)。模式在垂直方向分爲 20 層  $\sigma$  level，其  $\sigma$  值分別爲 0.995, 0.985, 0.97, 0.945, 0.915, 0.88, 0.835, 0.7725, 0.6975, 0.61, 0.51, 0.4225, 0.3475, 0.285, 0.24, 0.20, 0.155, 0.075, 0.04 及 0.01。其中 900 mb 以下約有 5 層，800 mb 以下約有 7 層。模式中並未特別設定邊界層範圍，完全任由模式自行決定，只是在靠近下邊界處給予較高的解析度以配合模式中多層邊界層參數之需求。汪(1992)曾對此邊界層之網格及計算方法作了一系列

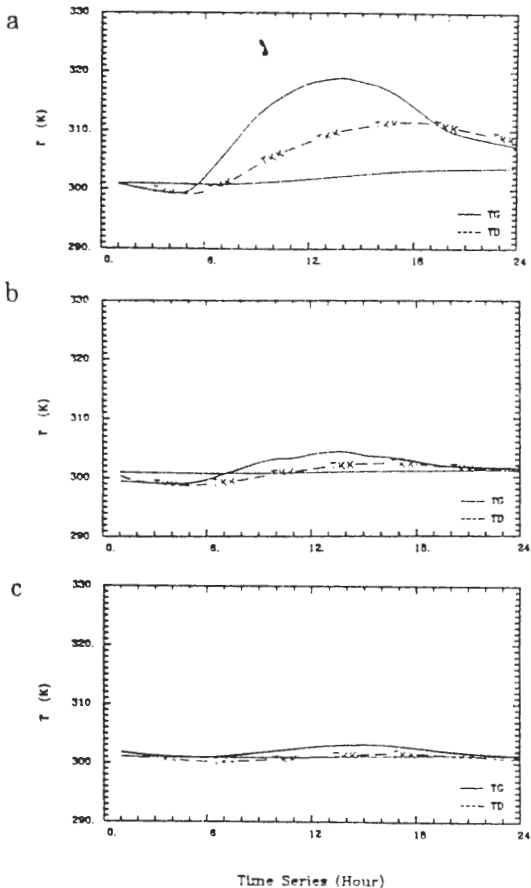


圖 3 不同地貌之表層溫度 ( $T_g$ )，中層溫度 ( $T_d$ ) 及最底層 (44.2 m) 氣溫 (TKK) 模擬圖，其下之土壤皆爲沙 (sand)。其中圖之地貌分 a, b, c 之地貌分別爲沙漠、高莖類植物及湖泊。

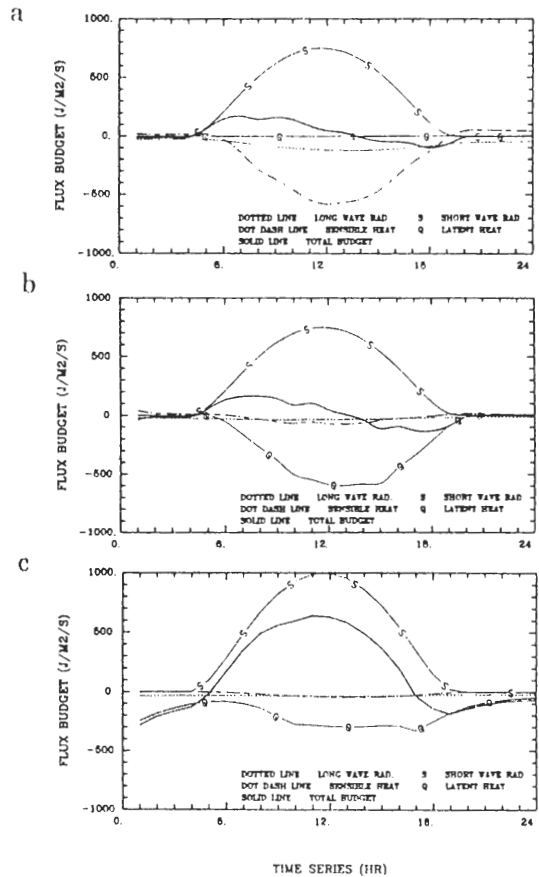


圖 4 不同地貌之地表各能量收支圖。粗實線爲地表之淨吸收熱，點線 (...) 爲長波輻射，中心線 (- - -) 爲可感熱， $Q$  爲蒸發潛熱， $S$  爲太陽淨輻射能。中圖 a, b, c 之地貌分別爲沙漠、高莖類植物及湖泊。



數值探討。模式中各層土壤溫度( $T_g, T_d$ )及土壤含水量( $\theta$ )之預報是採用隱式的向後積分法(backward scheme)，積分間距為600秒。公式(1)中之地表淨吸收能 $G$  ( $w/m^2$ )，乃以下式計算(Brutsaert, 1982)

$$G = (1 - \alpha)R_s + R_{l1} - \sigma T_g^4 - QFX - HFX \quad (20)$$

其中 $\alpha$ 為地表之反照率(albedo)，其設定是依地貌種類而異，其中地貌分為四大類，(一) Ocean, Bog, Marsh, Inland Water 為一類，此類之反照率給定為0.05，(二) Ice 為第二類，其反照率為0.4，(三) Snow 為第三類，其反照率為0.7，(四) 另外 Land 為一大類，其反照率給定為0.3； $R_s$ 及 $R_{l1}$ 分別為太陽輻射及大氣長波輻射( $w/m^2$ )，其計算方式為根據Harshvardhan (1987)； $QFX$ 及 $HFX$ 分別為地表潛熱通量( $w/m^2$ )及地表可感熱通量( $w/m^2$ )，其計算方式及根據大氣中近地表之相似形理論(similarity theory) (Businger et al., 1971)。但其中地表潛熱通量需校正以公式(10)之蒸散能力( $GW$ )，即

$$QFX = \rho_w \cdot L_v \cdot ET = \rho_w \cdot L_v \cdot GW \cdot E_p \quad (21)$$

其中 $\rho_w$ 為水之密度( $kg/m^3$ )； $L_v$ 為水之單位重蒸發潛熱常數( $J/kg$ )； $E_p$  ( $m/s$ )根據相似形理論為

$$E_p = \frac{ku^* \rho_a (q_a - q^*(T_g))}{0.74[\ln(h/z_0) - \Psi_H(h/L)]} \cdot \frac{1}{\rho_w} \quad (22)$$

式中 $k$ 為 Von Karman constant (= .4)， $u^*$ 為摩擦風速(friction velocity) ( $m/s$ )， $\rho_a$ 為空氣密度( $kg/m^3$ )， $q_a$ 為大氣最底層之比濕(specific humidity) (無因次)， $q^*(T_g)$ 為水在溫度為 $T_g$ 時之飽和比濕， $h$ 為 $q_a$ 所在之高度( $m$ )， $z_0$ 為地表粗糙度( $m$ )， $L$ 為 Monin - Obukhov 長度( $m$ )， $\Psi_H$ 為熱之穩定函數。其詳細計算過程，在此不加贅述，可參考(汪, 1992; Pielke, 1984)。另需注意的是，式中之常數0.74，近年來有相當之爭議，範圍在0.74 (Businger et al., 1971)至2 (Male and Granger, 1981)之間，其實此係數與式(21)或式(10)中之 $GW$ 有關，應使用1以方便校正 $GW$ 值。

## (二) 初始條件

地表溫度( $T_g$ )的初始值均設為302 K，第二層土壤溫度的初始值設301 K，深層泥土的氣候溫度值則給定為300 K。土壤水含量的初始值則假設等於土壤空隙值(porosity)。

天氣的初始場則以 MONEX 79 實驗(1979年7月14日00Z)，於東經89.5度北緯18度之大氣的單點資料內插而成，參考汪(1992)。

## (三) 覆蓋物之測試

在這測試中，我們首先比較一天相同土質(砂質土壤)但不同覆蓋物之情形。圖3 - a，圖3 - b及圖3 - c分別為沙漠(無任何植物覆蓋)，高莖類植物及內陸湖泊等三種覆蓋物下，其近地氣溫及各層土壤溫度的日夜變化。首先可以看到一些共通的特性，它們的地表溫度最大值都發生在下午，沙漠及高莖類植物約在下午1 - 2點，內陸湖泊則在下午4點左右。另外較深層土壤(湖水)溫度及氣溫的振幅均明顯比地表小很多，且最大值發生時間都較地表延遲，這些特性與觀測一致。氣溫最大值發生時間約在下午3 - 5點與Wangara實驗(Clarke et al. 1971)所觀測之時間一致。至於它們之間的差異，則可以清楚看到，沙漠的地表溫度振幅最大，最大值達319

K，而高莖類植物次之，最大值為306 K；內陸湖之最大值只有303 K。另外在地表能量收支方面也有顯著差異，於沙漠時，土壤水分在一小時之內迅速蒸發，入射的太陽短波能量非常有效的用在增溫土壤，土壤增溫後產生較高的可感熱及長波輻射上傳而潛熱則為零(圖4-a)。但是高莖類物覆蓋時(圖4-b)其植物根部長3公尺，比沙漠可用水分0.1公尺要深很多，使其可用水分要增加很多。因此入射的太陽短波能量大部分都用在提供潛熱以蒸發水分，其Bowen ratio在白天時約為0.1，所以地表溫度的實際增溫小很多。內陸湖水的能量收支情形有更大差異(圖4-c)，因為湖水面的反照率為0.05，比一般地面(0.3)小很多。所以其入射的太陽短波能量特別大，而可感熱與潛熱則與高莖植被情況差不多，因此，在扣除其他消耗能量(可感熱與潛熱)後仍有很大的正收支可以用來加溫湖水；且一直持續至下午5點，導致其湖面溫度最大值發生時間較為延後，但是由於湖水的熱容很大，即使有較多的淨能量可以增溫，所增的值也非常有限。接下來看看在大氣造成的影響，沙漠為下邊界時，大氣於中午12點發展了將近1600公高混合均勻的邊界層(圖5-a)，而高莖類植物(圖5-b)及湖水(圖5-c)上的大氣邊界層則只發展500公尺左右，這差異乃因沙漠之可感熱較大，進而使其紊流傳遞係數較大(如圖6)，而使得混合層發展較高。另在圖6中可發現在下午，紊流傳遞係數有一極大值。此乃因太陽輻射對地表之加熱在中午達到頂點，在經過數小時之時間延遲後，在下午紊流傳遞係數達到極大值，且邊界層也發展到最高。致於在上午亦有一極值之原因，乃因數值誤差所造成，當模式垂直分層愈密時，愈接近實際連續之大氣，此極值即消失。

其次我們比較同樣土質(砂質土)配合不同覆蓋物的長時間(30天)個案，圖7為沙漠、短草、高莖類植物、常青闊葉樹及湖泊等五種覆蓋物之近地氣溫及各層土壤溫度的30天變化圖。圖8及圖9分別為上述各種覆蓋物其土壤含水量及能量收支圖。圖中最值得注意的是土壤由濕變乾的時間。砂質土壤在無覆蓋物之情形(沙漠)，由於蒸發作用，土壤含水量漸減，其由飽和之情形降到凋萎點甚至完全蒸乾所需時間不到1小時(其可用水設定為0.1公尺深)；但如覆蓋以短草(根深設定為2公尺)則土壤不會完全蒸乾而維持在凋萎點，其時間為12天；如覆蓋以高莖類植物(根深設定為3公尺)則為18天；如覆蓋以常春闊葉類植物(根深設定為4公尺)則為24天；而如為湖泊，則湖內永遠有充足水份。其中短草、高莖類植物及常青闊葉樹，當土壤內水份在凋萎點以上時，其可感熱與潛熱之比值(Bowen比值)約為0.1，即地表所吸收之淨輻射多以潛熱之形態傳遞至大氣，而當土壤含水量降至凋萎點時，因水份無法用於蒸發，因此潛熱變為零，為維持土壤能量收支之平衡，地表溫度隨之增高，而使地表長波輻射及可感熱大幅增加。由於可感熱增加，近地氣溫亦隨之大幅增加。此時地表溫度及近地氣溫約增加了攝氏20度，地表之日夜溫差亦由5°C增至15°C，近地氣溫之日夜溫差亦由2°C增至10°C。如土壤水份完全蒸乾(如沙漠)，此時除了溫度必需增加以平衡潛熱機制之喪失外，且因熱容( $\rho c_p \lambda$ )由飽和含水量之 $297 \times 10^3 \text{ J/m}^2/\text{K}$ 降至 $91 \times 10^3 \text{ J/m}^2/\text{K}$ (凋萎點時為 $199 \times 10^3 \text{ J/m}^2/\text{K}$ )，因此地表之日夜溫差再增至30°C，而日夜近地氣溫差亦達25°C。

另外一點值得澄清的，比較蒸散能力( $GW$ )，由圖8中可知，當土壤含水量在凋萎點以上時，常青闊葉樹之蒸散能力(1.8) > 高莖類植物(1.4) > 短草(1.1) > 湖泊(1.0)，但其蒸發潛熱由圖9中無論何種植物，其潛熱幾乎一樣而最大值約在 $600 \text{ w/m}^2$ 。並沒有發現如公式(10)中蒸散能力愈大，則蒸發量愈大之現象。此乃因植物在夏天白天Bowen比值( $\beta$ )約為0.1，即植物覆蓋面之可感熱只有 $60 \text{ w/m}^2$ 。因此根據能量平衡之原理，蒸發潛熱( $Q_{FX}$ )，可以由公式(20)整理而得(Viessman, et al., 1989)

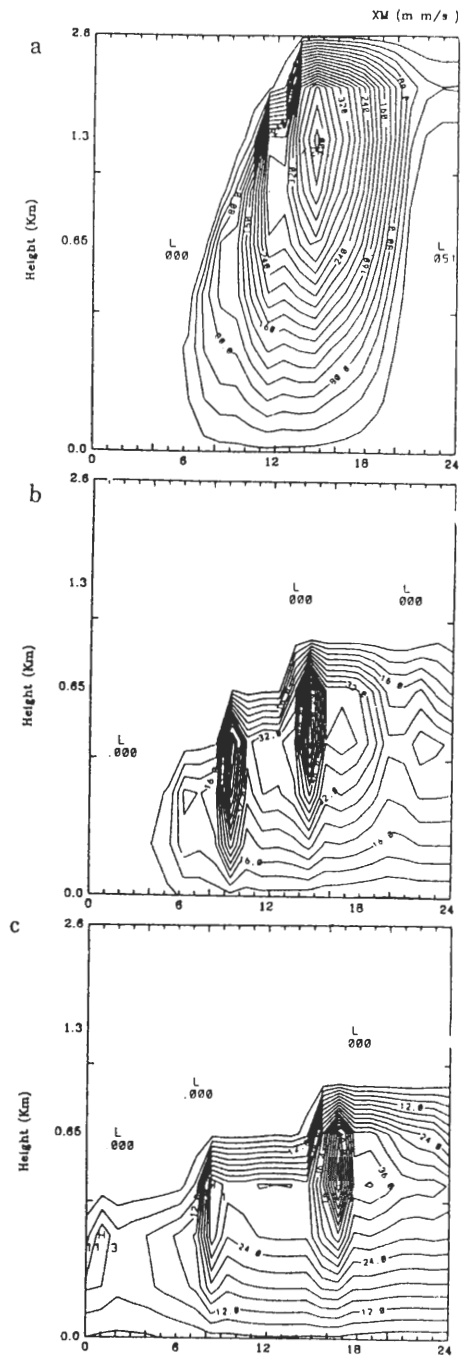
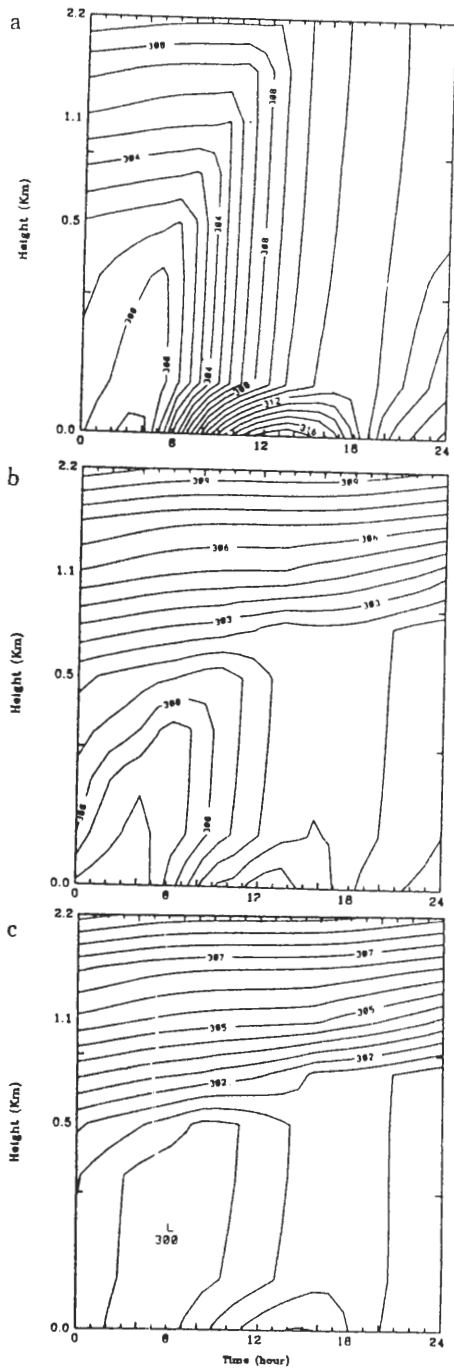


圖5 不同地貌之大氣位溫圖。其中圖a, b, c之地貌分別為沙漠、高莖類植物及湖泊。

圖6 不同地貌之紊流傳遞係數。其中圖a, b, c之地貌分別為沙漠、高莖類作物及湖泊。

$$QFX = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \tag{23}$$

由式中可知在淨輻射 ( $R_n$ ) 不變，而如土壤淨吸收能量 ( $G$ ) 亦趨近零，由於  $\beta$  只有 0.1，因此即使

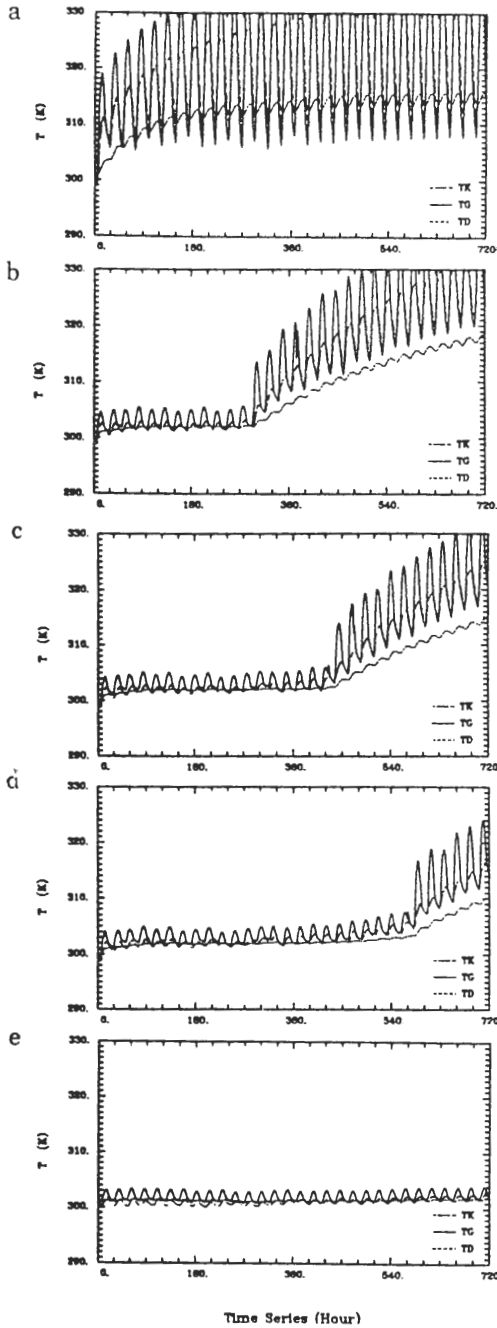


圖 7 不同地貌之 30 天之最底層氣溫 ( $T_k$ )，土壤表層溫度 ( $T_g$ ) 及土壤中層溫度 ( $T_d$ ) 模擬圖，其他地貌分別屬於沙漠 (a)，短草 (b)，高莖類植物 (c)，長青闊葉樹 (d) 及湖泊 (e)。

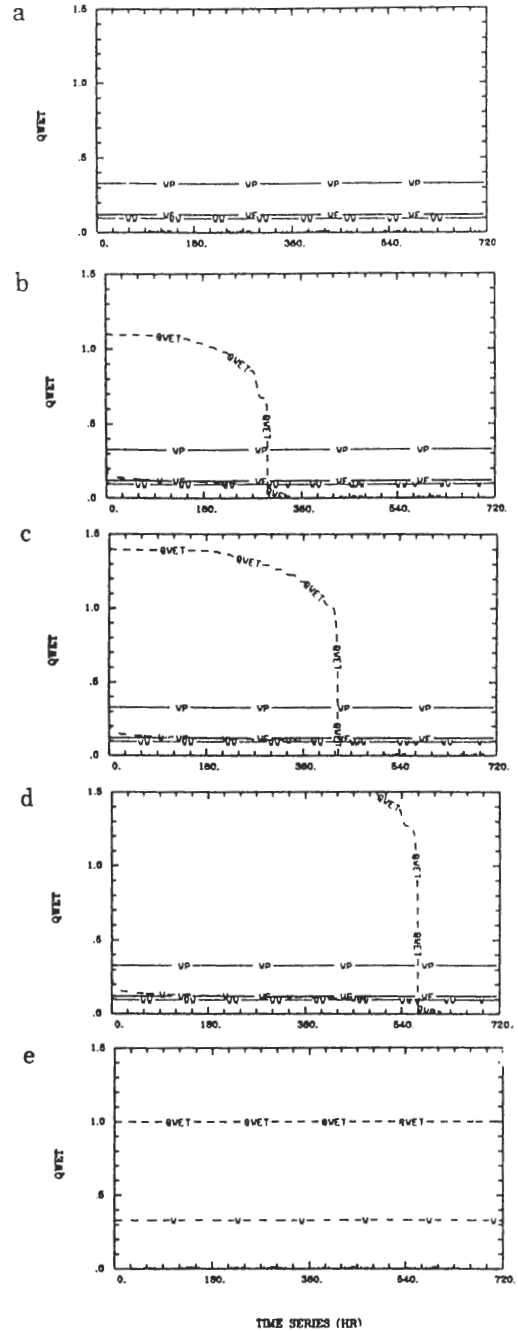


圖 8 同圖 7，除了其為 30 天之土壤之含水量圖。其中 QWET 為地表之蒸散能力 (Ground Wettness)，WP 為土壤孔隙率，WF 為田間含水量，WW 為凋萎含水量而 W 為含水量。

增加  $GW$  使得  $\beta$  變得更小，並不能大幅增加蒸發潛熱。至於公式 (10) 中所建議之  $ET = GW \cdot E_p$

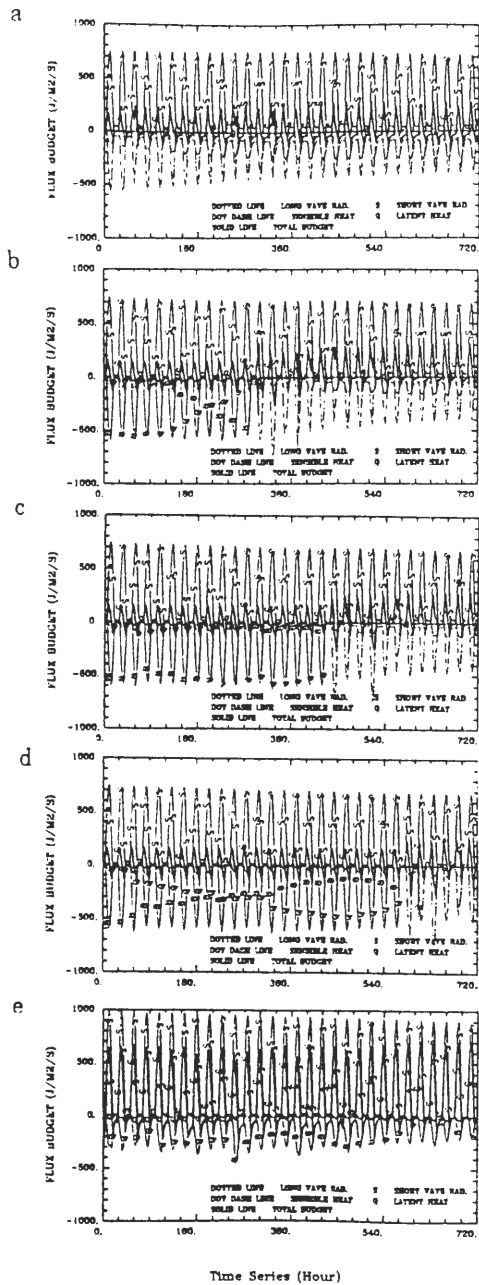


圖9 同圖7，除了其為30天之地表能量收支圖。粗實線為地表之淨吸收熱，點線(…)為長波輻射，中心線(- - -)為可感熱，Q為蒸發潛熱，S為太陽淨輻射能。

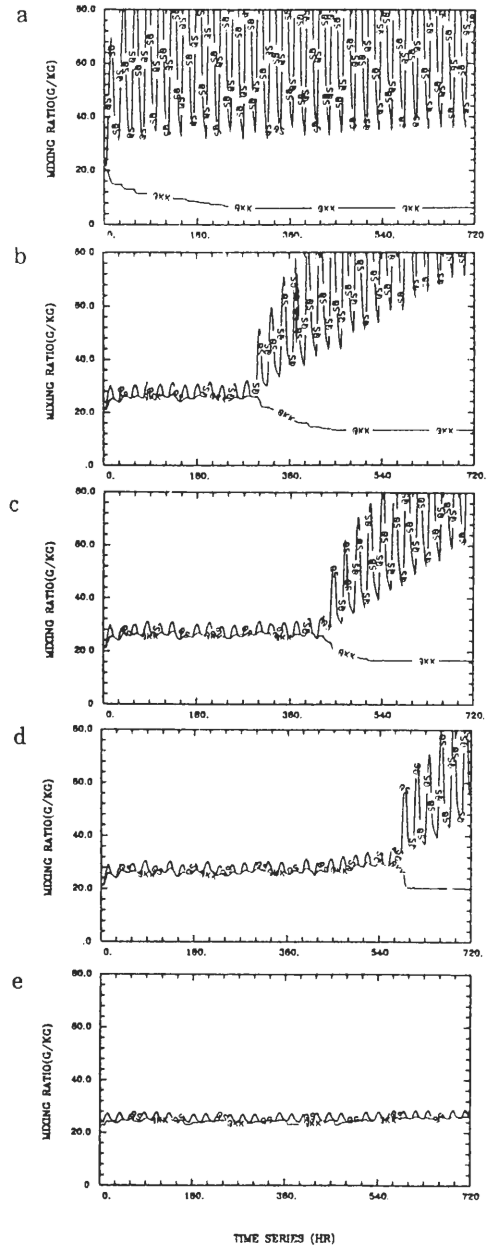


圖10 同圖7，除了其為大氣濕度(QKK)及地表飽和蒸氣(QS)之混合比。

成定值之原因，乃因即使GW較大，但 $E_p$ 卻較少，而互相抵消，使得ET接近定值。例如常青闊葉樹之土壤飽和濕度與大氣濕度之混合比差為2.5g/kg，而短草類則增為4.0g/kg(圖10)，使得常青闊葉樹之 $E_p$ 小於短草(比值為2.5:4.0)。當乘以GW(比值為1.8:1.1)則，ET值接近。至

於湖泊之蒸發潛熱最大值(300w/m<sup>2</sup>)較植物(600w/m<sup>2</sup>)小之原因，乃因其 $G$ 較大之故。因此由公式(23)可知 $QFX$ 較小；或由公式(10)可得雖 $E_p$ 值與常青闊葉樹接近，但 $GW$ 較小之故因此 $ET$ 隨之變小。

另外有關時間之變化，在由濕變乾之過程，其土壤含水量逐漸減少，但只要土壤含水量在凋萎點以上，即使 $GW$ 漸減，其蒸發潛熱亦無明顯改變，其理由與前述植物種類不同但其蒸發潛熱類似之原因一樣，也是因在7月之白天其Bowen比值已極小之故；而公式(10)中，雖 $GW$ 逐漸減少，但因土壤之含水量亦逐漸變少，其 $\rho_s c_s$ 由公式(18)知亦會逐漸變小，因此 $\lambda$ 隨之逐漸變小，因而日夜溫差由公式(1)知隨之逐漸增大(如圖7)，進而土壤之飽和蒸氣壓逐漸變大(圖10)，使得 $E_p$ 值逐漸變大。因此雖然 $GW$ 值逐漸變小，但因 $E_p$ 值逐漸增大之原因，因此潛熱並無明顯變化。

至於本參數所計算可感熱與蒸發潛熱之分配之正確性，可以Bowen比值來驗證。Bowen比值( $\beta$ )，根據Penman之推導，其可以下式求得(Brutsaert, 1982)

$$\beta = \frac{1}{\alpha} \left( \frac{r}{\Delta} \right) + \frac{1}{\alpha} - 1 \quad (24)$$

其中 $\alpha$ 為無因次之常數(如湖泊=1.26)，

$$r = \text{psychrometric constant (mb/K)} \\ \left( = \frac{c_p}{0.622L_e} p, c_p \text{ 為大氣之比熱, } L_e \text{ 為蒸發熱, } p \text{ 為大氣壓} \right) \quad (25)$$

$$\Delta = \frac{de^*(T_a)}{dT_a} = \text{飽和蒸氣壓對氣溫之一次微分 (mb/K)} \quad (26)$$

但對於植物，則 $\alpha$ 與植物之葉與其投影面積比( $LAI$ )及降雨後之總蒸發量( $\int_0^* E_s dt$ )有關(Stannard, 1993)，其需修正為

$$\alpha = 1.26 - 0.920 e^{-LAI} (1 - e^{-4.27 \int_0^* E_s dt}) \quad (27)$$

當降雨一段即 $\int E_s dt \rightarrow \infty$ 時， $\alpha$ 趨近於

$$\alpha = 1.26 - 0.92e^{-LAI} \quad (28)$$

因此當 $LAI = 1.6$ (草)， $T_a = 305K$ ， $p = 1003\text{mb}$ 代入上述各式中並假設降雨後一段時間，可得 $\alpha = 1.14$ ， $\Delta = 2.67 \text{ mb/K}$ 及 $\beta = 0.16$ ，而當 $LAI = 4$ (長莖類作物)則 $\beta = 0.003$ ；而 $LAI = 5.4$ (長青闊葉樹)則 $\beta = -0.007$ 。這Bowen比值與本研究所獲得之值(0.1)接近。一般而言Bowen比值之範圍在 $-0.1 \sim 1.6$ 間。其中負值發生在可感熱變號，即可感熱由大氣傳向地面時，此時氣溫高於土壤表層溫度。另值得注意的是Stannard曾探討 $\alpha$ 與土壤含水量之關係，卻發現其關係不大，因此可由此公式(24)推得Bowen比值與土壤含水量無關，此與本研究在土壤含水量在凋萎點以上之測試之結論一致。

由上述討論，可得以下結論，地表之植物種類除了影響土壤由濕變乾之時間外，在夏季對於土壤溫度、大氣溫度、濕度及能量之分配則影響不大。而由濕變乾所需之時間(土壤含水量飽和點降至凋萎點)，即使以根深最淺之短草類配合最易透水之砂質土，亦長達12天，如配合根較深之作物式透水性較差之土壤則所需之時間更長。而目前一般之數值預報模式，其預報時間只有7天。因此這類短期預報模式，除非其初始之土壤含水量已接近凋萎點，在夏季並不太

需要去區分植物之種類，但卻需區分沙漠及湖泊。因沙漠、湖泊或植物，其對地表能量之分配、對大氣溫度場、濕度場、混合層高及擴散係數皆呈現極不相同之結構、而本研究所計算之可感熱與蒸發潛能之比值(Bowen 比值)，與 Penman 之經驗公式配合 Stannard (1993) 對植物之修正式相接近。

另需注意本研究所使用之大氣乃以 MONEX 79 實驗(1979年7月14日00Z)，位於東經 89.5 度，北緯 18 度之單點大氣內差入而來，與經驗中之之地貌及土壤所在之大氣之特性(如氣溫、溫度、風速)應有所不符，因此所模擬出之絕對數值可能意義不大，例如圖 4 及圖 9 中，在夏天只要土壤含水量大於凋萎點，無論何種植物其蒸發潛能即可達  $600w/m^2$  之高值。此  $600w/m^2$  一般而言是偏高了，此偏高之值乃因大氣不正常所致。另所模擬之日夜地表溫差只有四度，似乎偏低亦是同樣之原因所造成。但理論仍是正確的，例如在宜蘭東澳地區在 1993 年 3 月 29 日我們昔觀測到區內草地上地表淨吸收能 ( $G$ ) 之範圍在  $-100w/m^2$  至  $+30w/m^2$ ，此時其日夜地表溫差只差有  $3^\circ C$  與測試中之結果一致。測試中所獲得  $G$  值範圍在  $\pm 100w/m^2$ ，日夜地表溫差為  $4^\circ C$ 。但在前一日 3 月 28 日，在東澳所觀測之  $G$  值範圍在  $\pm 200w/m^2$ ，此時其日夜地表溫差可達  $20^\circ C$ 。由此可知當有正確之  $G$  值時，本參數所計算之日夜溫差應屬合理。但正確  $G$  值之求取，有賴正確大氣之氣溫、濕度、風速及輻射資料之獲得。

另圖中有關湖泊之蒸發潛熱小於植物之蒸發潛能之現象，似乎有悖常理。其實這是一正常之現象。Tsuang (1991) 曾研究美國加州之 Mono Lake 發現在 7 月間湖泊之蒸發潛能為  $140w/m^2$ ，而同時鄰近草地之蒸發潛熱為  $170w/m^2$  ( $6\text{ mm/day}$ )。植物蒸發潛熱較大之原因有二。其一是在 7 月間，其植物生長茂盛，葉片多，其間可供蒸散之面積常大於其投影之面積(即湖泊可蒸發之面積)；其二是在 7 月間，湖泊由於熱容，其湖水溫度仍未到達最高溫，因此所吸收之太陽輻射大多以熱能形式儲存於湖泊，少部份才用於蒸發。不像植物覆蓋之土壤，所吸收之太陽輻射馬上以蒸發等形式釋放出來，不會儲存於土壤。湖泊直到 9 月間，湖水溫度才達到最高值，蒸發量也最大。

對於冬季(1月)我們亦曾連續 30 天之測試，其結果摘要如表三。其結果與夏天較不一致的是在冬天由於氣溫較低，使得 Bowen 比值較大(在 0.3 左右)，即可感熱所佔之比側較大。因此當植物由短草類改為常青闊葉樹，有較多之能量可由可感熱轉換成蒸發潛熱，透過葉孔傳遞至大氣。當可感熱變小，日夜溫差隨之變小，平均氣溫及地表溫度亦隨之降低。短草之小時最大可感熱為  $150w/m^2$ ，而常青闊葉樹則減為  $100w/m^2$ ；短草之小時最大蒸發潛熱為  $400w/m^2$ ，而常青闊葉樹則增為  $500w/m^2$  短草之平均氣溫為 296 K，平均地表溫度為 298 K，日夜地表溫差為  $8^\circ C$ ；而常青闊葉樹之平均近地氣溫為 295 K，平均地表溫度為 296 K，日夜地表溫差為  $4^\circ C$ 。因此在冬天不同植物對大氣及地表溫度、濕度等之影響並不相同，因此較理想之數值預報模式在冬季應區分植物種類之不同。此外其蒸發之量亦較夏天為小，如短草在夏天之小時最大蒸發潛熱達  $600 w/m^2$ ，而在冬天則減為  $400 w/m^2$ 。因此在冬天土壤由濕變乾所需之天數亦隨之增加。在冬天砂質土壤覆以短草類植物，土壤含水點由飽和降至凋萎點需要 22 天；如覆蓋以高莖類植物則需 28 天；如覆蓋以常春闊葉樹對則在 30 天以上。皆比夏天為長。至於冬季模擬可感熱與蒸發潛熱分配之正確性，本研究所計算出之 Bowen 比值，短草為 0.37，常青闊葉樹為 0.21；而長莖類植物為 0.24。與 Penman 之經驗值之比較，當短草植物其 LAI 降為 1.3 時，常青闊葉樹 LAI 降為 2.2 時，長莖類植物 LAI 降為 1.9 時一致。

表三 1月份砂質土壤配合不同地貌之30天模擬摘要表

vegetation type	2	6	7
	short grass	evergreen broadleaf	tall grass
model	0.37	0.21	0.24
Bowen ratio			
Penman	0.38	0.21	0.25
Bowen ratio	(LAI=1.3)	(LAI=2.2)	(LAI=1.9)
drying days	22	>30	28

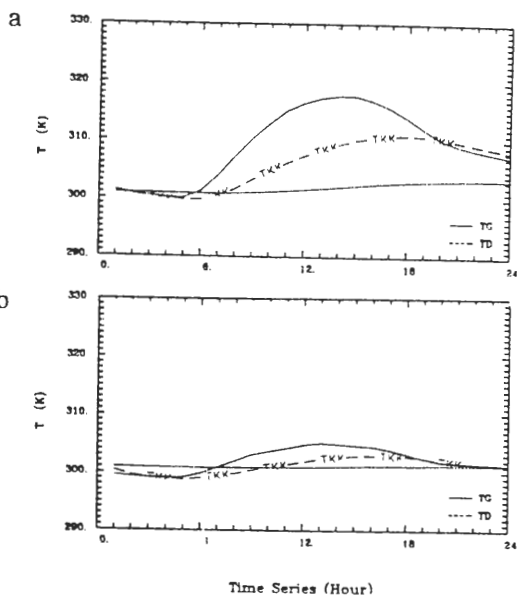


圖 11 不同土壤之表層溫度 ( $T_g$ )，中層溫度 ( $T_d$ ) 及最底層氣溫 (TKK) 模擬圖，其地面無覆蓋物之地貌 (沙漠)。其中圖 a 之土壤為 loam sand，而 b 圖為 silt loam。

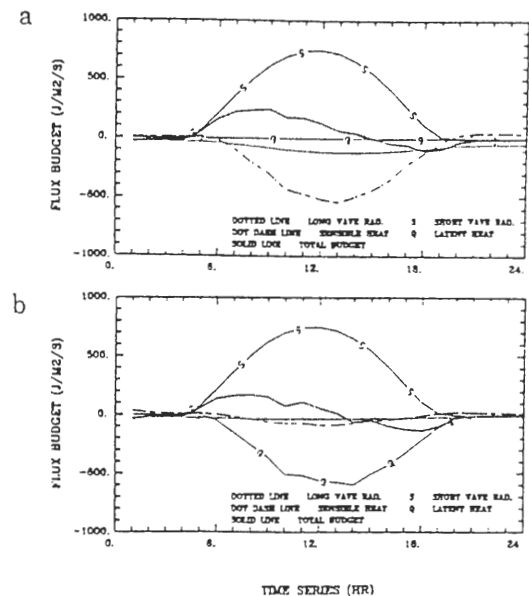


圖 12 同圖 11，除了其為地表之能量收支圖。粗實線為地表之淨吸收熱，點線 (...) 為長波輻射，中心線 (- · - ·) 為可感熱， $Q$  為蒸發潛熱， $S$  為太陽淨輻射能。

#### (四) 土質之測試

對不同表面覆蓋物的影響作了探討後，接下來進一步研究不同土質造成的差異。

首先我們比較地表完全無覆蓋植物時，二種不同透水性的土質 (loam sand 及 silt loam) 的一天變化情形。圖 11 為其近地氣溫及各層土壤溫度的日夜變化。由圖中顯現不同土質，呈現出很大的振幅差異。loam sand 的地表溫度最高可達 319 K，發生於下午 1 點至 2 點間。透水性較差的 silt loam 則只反應出 305.5 K 的最大值。二者的地表能量收支將進一步顯示其水文過程能量消長



的差異。從圖 12 - a, loam sand 中可用水分在一小時之內已被蒸發，以致在剩餘的 23 小時內，幾乎沒有任何的潛熱消耗，而 silt loam 的透水性較差，所以維持緩慢但持續的水分蒸發 (圖 12 - b)，使得抵達地面的短波能量大部分都使用於水份蒸發，地表溫度因而增加有限。兩者對大氣之影響亦有明顯差異，中午 12 點時土質為 loam sand 之上的大氣混合層發展達 1600 公尺，而土質為 silt loam 時只發展到 800 公尺左右 (圖 13)。McCumber (1980) 曾做過研究得到類似結果。

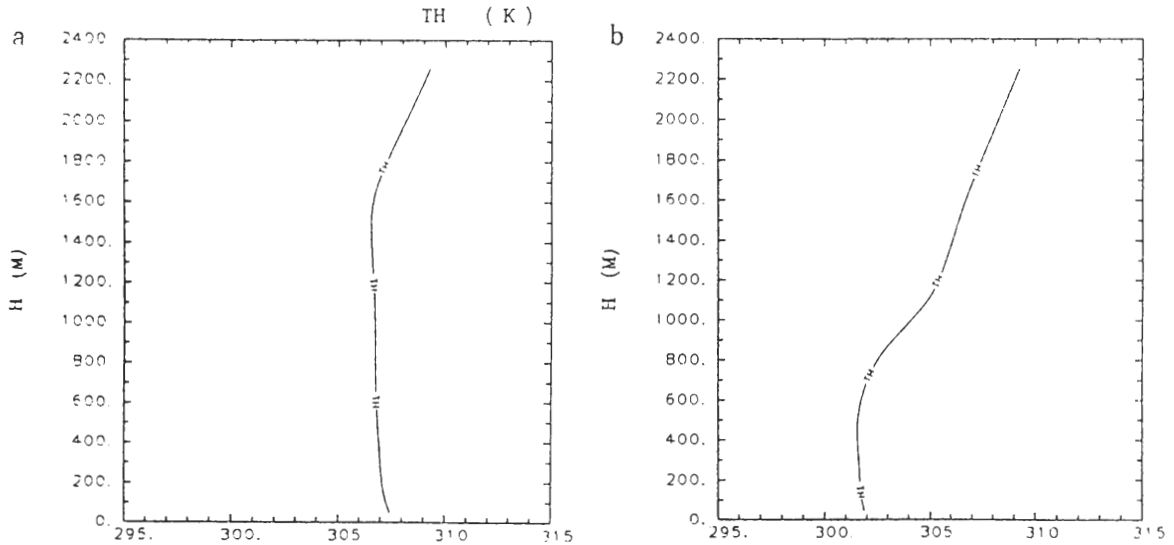


圖 13 同圖 11，除了其為中午 12 時之大氣位溫圖。

其次我們在比較 30 天之長時間個案，在這測試特別改用地表覆蓋高莖類植物的地表狀況，因為從覆蓋物之測試可得知，有植物覆蓋時，可維持長時間內均有水分可蒸發，有助於長時間的比較。圖 14 - a, b, c, d 為 sand, silt loam, clay loam 及 peat 四種土質其地表及深層土壤溫度的 30 天變化，從圖上可清楚看到，sand 在第 15 天時地表溫度的振幅開始急劇增加，至於其他三種土質的差異性較小，振幅均只有些微的增加。此現象的產生原因從圖 15 可得到答案，sand 在第 15 天時，土壤含水量已急速降至凋萎點 (wilting point)，即土壤中可用水已用完，而其它土壤則要到 30 天左右。若看地表能量收支 (圖未列)，也可看到 sand 在此時具可感熱及長波輻射能量增加。此部分測試結果同時也顯示了，本水文參數方法所具有的水文調節時間尺度，即在七月分中，有高莖類植物覆蓋的飽和砂土 (sand)，由濕變乾 (沒有任何降水及融雪) 須要 15 天，透水性較差的黏土等土壤則須約 30 天。

至於不同土質蒸散能力隨時間或土壤含水量之變化情形，可由圖 15 知 sand 蒸散能力下降之斜率陡且急，而 silt loam, clay loam 及 peat 則較緩和，此與 Holmes (1961) 之研究一致。而四種土壤之比較，可發現砂質 (sand) 土壤之表現可明顯與其它三種土壤區分出來，而其它三種土壤 (silt loam, clay loam 及 peat) 無論其溫度之變化或對大氣之影響相差不大。

## 五、結 論

根據本研究提出之地表水氣交換之方案，適用於全球及中小尺度之大氣環流模式。而測試顯示其數值之穩定性高，而其計算時間與邊界層及輻射之模擬所需之時間比較只增加 2%。而計

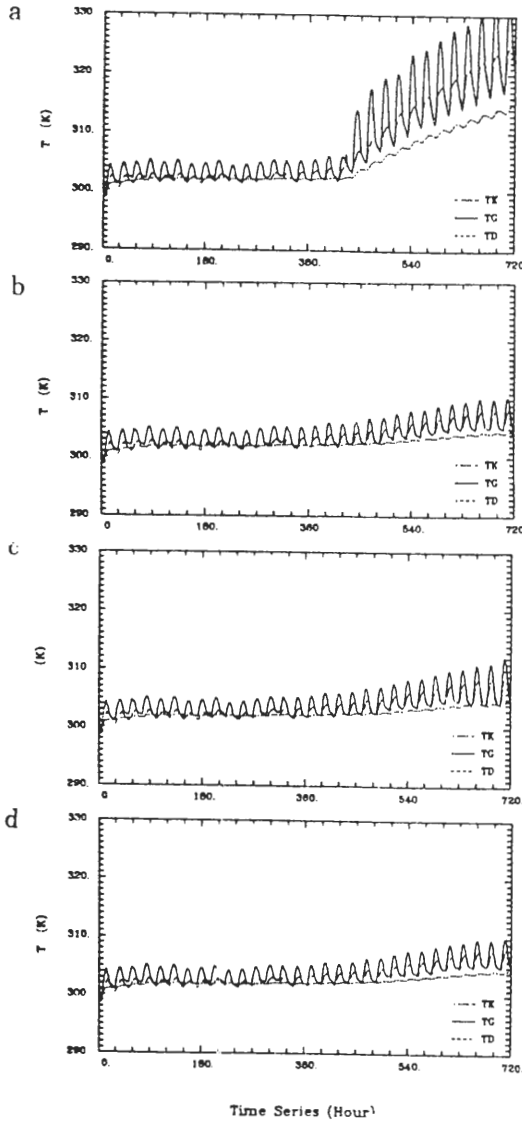


圖 14 不同土壤之30天表層溫度( $T_g$ )，中層溫度( $T_d$ )及最底層氣溫( $T_k$ )模擬圖。其覆蓋之地貌為混合農作物(高莖類植物)。其中圖 a, b, c, d之土壤分別為 sand, silt loam, clay loam 及 peat。

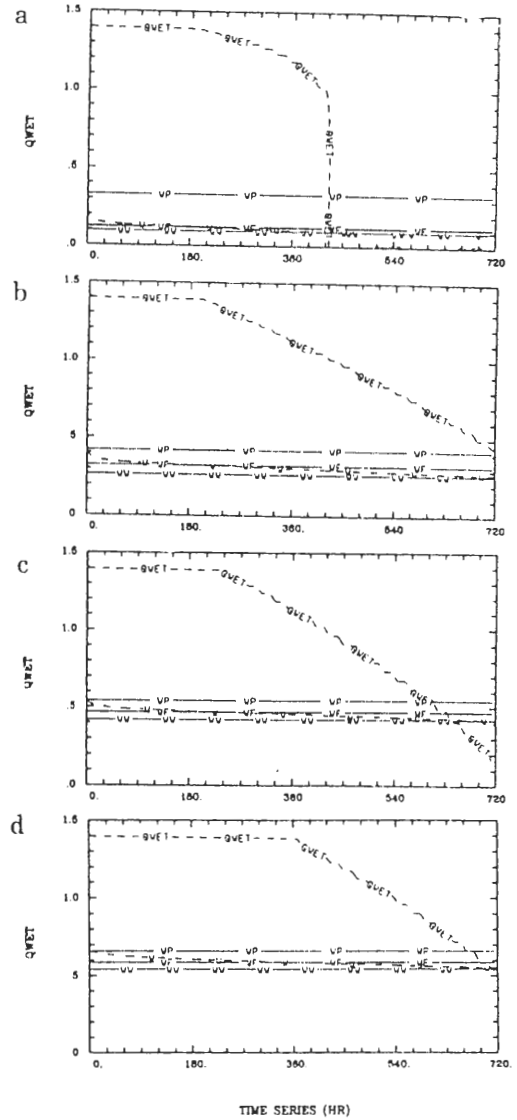


圖 15 同圖 14，除了其為土壤之含水量圖。其中 QWET 為地表之蒸散能力 (Ground Wettness)，WP 為土壤孔隙率，WF 為田間含水量，WW 為凋萎含水量而 W 為含水量。

算出之地溫值、可感熱值以及蒸發量均屬合理。未來納入氣象局第二代全球模式後，配合地球資源衛星所測得之海溫資料，雪覆面資料以及植物指標可作中長期氣候之研究與數值預報。

另本研究顯示不同的地貌，土壤會影響大氣邊界層之發展；而地表本身當其含水量由濕變乾時將造成可感熱及蒸發之分配的急遽改變。其由濕變乾(小於凋萎點)之尺度隨土壤、覆蓋物不同及季節變化而異。在夏天，以裸露地面配合砂質土壤(沙漠)最快，不到一小時土壤含水量

即可從飽和狀況減少至凋萎點以下；而砂質土壤如覆有短草則延長為12天；如覆以高莖類植物則延長至18天；如覆以長青闊葉樹則延長為24天。但若換以透水性較差之土壤(silt loam, clay loam及peat)覆蓋著高莖類植則至30天，若以此透水較差之土壤覆以長青闊葉樹則在30天以上。如在冬天，所需之時間則更長。由上可知在夏季對7天以內之氣象預報，區分地貌種類比土壤種類來的重要，而其中又以裸露砂質土壤及湖泊必需與其它地貌與土壤之組合區分出來。在有植物覆蓋時，當土壤由濕變乾時，此時土壤表面溫度與氣溫約增加了20°C，日夜氣溫差與土壤溫度差可由數°C增至十餘°C，如為沙漠溫差可增至30°C左右。而中午12時之混合層高在濕土壤約500公尺至800公尺，而土壤變乾後可達1,600公尺。但只要土壤含水量在凋萎點以上，則無論其可感熱、蒸發潛熱或溫度隨時間之變化皆不明顯，其Bowen比值也維持在一定值左右。由此可知深根類之植物及透水性較差之土壤對氣候有穩定之作用。

在未來研究上將作降水、降雪情況之測試，並探討結合地球資源衛星資料的可行性。以地球資源衛星所測得之全球植物指標(Global Vegetation Index)，代替Holtan公式中的植物生長係數及植物與蒸發皿的蒸發能力比值，另表1中的上述兩值，並未經過驗正，亦應於未來實測之。

## 誌 謝

本計劃承蒙中央氣象局鄭明典博士之大力促成，沒有其統籌一切這研究不可能完成。另外這計劃研究期間曾受氣象局補助，計劃編號CWB82 - 2M - 01，及國科會補助，計劃編號NSC 82 - 0414 - P - 005 - 036 - B。另感謝二位審查委員之悉心指正。

## 參考文獻：

- 汪鳳如，1992：E -  $\epsilon$  紊流閉合的多層邊界層參數化之數值研究，*大氣科學*，**20**，3，217 - 232。
- 馮欽賜，1992：輻射參數化模式之測試比較，*大氣科學*，**20**，4，387 - 404。
- Arakawa, A., Y. Mintz, A. Katayama, J - W. Kim, W. Schubert, T. Tckioka, M. Schlesinger, W. Chao, D. Randall and S. Lord, 1974: *The UCLA atmospheric general circulation model*, Notes Distributed at the Workshop, 25 March - 4 April 1974, Department of Meteorology, University of California, Los Angeles, California 90024.
- Bear, J., 1972: *Dynamics of fluids in porous media*, Dover Publications: New York, 764 pp.
- Bear, J. and A. Verruijt, 1987: *Modeling groundwater flow and pollution*, D. Reidel Publishing Company, 414pp.
- Brutsaert, W. H., 1982: *Evaporation into the atmosphere*, D. Reidel Publish Company, 299 pp.
- Businger, J. A. et. al., 1971: Flux - profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181 - 189.
- Charney, J., P. H. Stone and W. J. Quirk, 1975: Drought in the Sahara: a biogeophysical feedback mechanism, *Science*, **1**.
- Clapp, R. G. and G. M. Hornberger, 1978: Empirical equations for some soil hydraulic properties, *Water Resources Research*, **14**, 4, pp. 601 - 604.
- Clarke, R. H., D. G. Reid and A. J. Troup, 1971: The Wangara experiment: boundary data. *Tech. Pap. 19*, Div Meteor. Phys., CSIRO, Australia.

- Detering, H. W., and D. Etling, 1985: Application of the E -  $\epsilon$  turbulence model to the atmospheric boundary layer, *Bound. - Layer Meteor.*, **33**, 113 - 133.
- Dickinson, R. E., A. Henderson - Sellers, P. J. Kennedy, and M. F. Wilson, 1986: Biosphere - atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model, NCAR Technical Note, NCAR/TN - 275 + STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 69 pp.
- ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasts), 1988: Research manual 3 ECMWF forecast model, Meteorological Bulletin.
- Harshvardhon, R. Davies, D. A. Randall, and T. G. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models, *J. Geophys. Res.*, **92**, 1009 - 1016.
- Hillel, D., 1982: *Introduction to soil physics*, 364 pp.
- Holtan, H. N., G. J. Stiltner, W. H. Henson, and N. C. Lopez. 1975: USDAHL - 74 revised model of watershed hydrology, U. S. Department of Agriculture, *ARS Tech. Bulletin No. 1518*: Washington, D. C.
- Holmes, R. M., 1961: Estimation of soil moisture content using evaporation data, Canadian National Research Council, Proceedings Hydrology Symposium No. 2, pp. 184 - 196.
- Laval, K., 1988: Land surface processes, M. E. Schlesinger(ed. ), *Physically - Based Modelling and Simulation of Climate and Climatic Change - Part I*, 285 - 306.
- Male, D. H. and R. J. Granger, 1981: Snow surface energy exchange, *Water Resources Research*, **17**, 3, pp. 609 - 627.
- McCumber, M. C., 1980: A numerical simulation of the influence of heat and moisture fluxes upon mesoscale circulations, Ph. D. Dissertation, University of Virginia, Charlottesville.
- Mintz, Y., 1984: " The sensitivity of numerically simulated climates to land - surface boundary conditions, in *The Global Change*, ed. J. T. Houghton, Cambridge University Press, Cambridge, 79 - 105.
- Pielke, R. A., 1984: *Mesoscale meteorological modeling*, 612 pp.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere (SiB) model for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505 - 531
- Sellers, P. J., F. G. Hall, G. Asrar, D. E. Strebel and R. E. Murphy, 1988: The first ISLSCP field experiment (FIFE), *Bull Amer. Meteor. Soc.*, **69**, 278 - 295.
- Stannard, D. I., 1993: Comparison of Penman - Monteith, Shuttleworth - Wallace, and modified Priestley - Taylor evapotranspiration models for wildland vegetation in semiarid rangeland, *Water Resources Research*, **29**, 5, pp. 1, 379 - 1392.
- Tsuang, B. J. and J. A. Dracup. 1990: Determining large scale land surface processes for climatic models, *EOS Transactions*. American Geophysical Union, **71**, 28. pp. 853.
- Tsuang, B. J. and J. A. Dracup, 1991: Evaporation rates from temperature - stratified saline lakes using a one - dimensional integrated evaporation methodology - Mono lake as a case study, California water resources center, U. of California Contribution 202, ISSN 0575 - 4941, 76 pp. +fig.
- Tsuang, B. J., 1992: Equation for determining land surface temperature, *EOS Transactions*, American Geophysical Union, Vol. 73. No. 43, pp. 109.
- Viessman, W. Jr., J. W. Knapp, G. L. Lewis, and T. E. Harbaugh, 1989: Introduction to hydrology, 2nd ed., 704 pp.

## Land Surface Parameterization for Atmospheric Models

Ben-Jei Tsuang and Feng-Ju Wang

Department of Environmental Engineering  
National Chung-Hsing University

Central Weather Bureau

### ABSTRACT

The parameterization of the exchange of momentum, energy and water between the atmosphere and the land surface is very crude in most of current atmospheric models. A need is being addressed to improve these processes for numerical models. A scheme designed to improve these parameterizations is presented in this paper. Methodologies to determine soil temperature, evapotranspiration rate and the water content of the soil are developed. Three layer soil is used to determine soil temperature. The thickness of the surface soil layer is of the value of  $0.885\lambda$  to ensure that the diurnal temperature fluctuation can be simulated. The evapotranspiration rate is determined by the equation of Holtan et al.(1975). The equation, developed for the US Agricultural Research Service, incorporates the effects of the growth of vegetation, the ratio between vegetation evapotranspiration and pan evaporation, and the soil moisture availability. Moisture content in the soil is determined by the Darcy's law as well as the capillary effect.

In addition, sensitivity analysis of various combinations of land covers (vegetation, water, etc.) and soil types on the atmosphere is conducted. It is found that air temperature and the distribution of energies change significantly while the soil become dry. In July, it takes several hours for saturated bare sand to reach its wilting point during rainless days, 12 days for saturated sand covered with vegetation, and more than 30 days for less permissible soil (such as clay) covered with vegetation. In addition, mixing layer height and the Bowen ratio are also changed with soils and land covers.

**Key Words:** biosphere-atmosphere interaction, evapotranspiration, soil temperature, soil